

# 利用人工波源探测震前波速变化\*

## ——以溧阳六级地震为例

董 颂 声<sup>1)</sup>

黄才中<sup>2)</sup> 林命週<sup>3)</sup> 周宝铮<sup>1)</sup>

孙庆煊<sup>3)</sup> 朱海林<sup>2)</sup> 陆振飞<sup>1)</sup>

### 摘要

本文讨论了视波速比  $r = \frac{t_{s_{11}} - t_s}{t_{p_{11}} - t_p}$  与介质真实波速比的关系。假设地壳为水平双层结构, 上层地壳内包含一个水平延伸的波速异常区。计算了  $r$  的理论值。结果表明, 对于以往用水平传播的直达波测不出异常的某些情况(例如直达波没有穿过异常区; 异常区的水平尺度很小等), 只要反射波穿过异常区, 根据  $r$  值的变化, 仍有可能把异常较为有效地检测出来。

应用这一方法研究了溧阳地震台记录的马鞍山人工爆破资料, 发现 1979 年 7 月 9 日溧阳 6.0 级地震前  $r$  值呈现负异常, 平均幅度约为 5%, 异常时间为 15—17 个月。为了解释这一异常, 直达波在异常区内的路程应当很短, 或者根本不穿过异常区。

本文结果表明, 主要使用反射波, 可能会改善用人工波源方法观测震前波速变化的前景。

### 一、引言

波动源是研究波速变化时不可缺少的重要手段。早期大多利用天然地震作波动源。然而, 天然地震的震源位置和发震时刻不易定准, 其数量及时空分布通常也不能满足要求。于是, 人工波动源很快引起了人们的重视。人工爆破, 如矿山爆破、工程爆破、地下核爆破等, 是比较简便的途径, 但也常由于条件的限制, 存在与天然地震相类似的缺陷。可以设想, 若能掌握观测波速变化的专用波动源, 按照预先拟定的计划, 控制其数量与时空分布, 再配合适当的天然地震资料, 或许能够较圆满地解决上述问题, 这方面的尝试有: 专用人工爆破、水下汽枪、可控连续振动源等等。

然而, 使用人工波动源观测震前波速变化的实际效果并不理想。虽然也有人得到了一些肯定的结果(表 1), 但多数工作未能观测到预期的变化, 尤其是在美国圣安得列斯断层沿线<sup>[4]</sup>。有的甚至与使用天然地震所得的结果相矛盾, 如 1975 年海城地震<sup>[6]</sup>等。其原因可能是多方面的, 目前国际上尚无统一认识。有人认为, 这些否定性震例说明, 至少是一部分地震之前, 震中附近并未产生波速异常。作者并不排除这种可能性, 同时认为, 其

\* 1980 年 10 月 29 日收到。

1) 江苏省地震局; 2) 溧阳地震台; 3) 上海市地震局。

它的解释也是可能的。例如,有的爆破可能过稀,以致爆破时射线路径上没有孕育地震,而地震孕育期内又无爆破;由于介质条件和应力状态的差异,不同地区的地震(例如板块边界上的地震和板内地震)可能具有不同的特征。还应指出,以往的人工波源方法大多使用水平传播的直达波(浅层首波),这样,不但难于保证射线确实穿过异常区(例如,由于射线与异常区的深度不同),而且也容易因波速各向异性而造成漏测<sup>[7]</sup>。

表 1 利用爆破观测到震前波速变化的某些实例

地震名称	发震日期	震级	波 源	文 献	备 注
美国兰山湖	1973年8月3日	2.6	采石场爆破	Aggarwal et al., 1975 <sup>[1]</sup>	
美国奥罗维尔	1975年8月1日	5.9	新地岛核爆破	Cramer, 1977 <sup>[2]</sup>	
日本松代震群	1965年8月至1966年秋	6.3	内华达地下核爆破	Utsu, 1973 <sup>[3]</sup>	资料点少,异常不大肯定
苏联堪察加	1971年11月24日	7.2	专用海洋人工爆破	Dolbilkina et al., 1974 <sup>[4]</sup>	

因此,作者曾经设想,主要使用反射波或许能够改善人工波源方法观测震前波速变化的效果<sup>[7]</sup>。1979年7月9日江苏溧阳6.0级地震( $\lambda = 119^{\circ}15'E$ ,  $\varphi = 31^{\circ}28'N$ )前后溧阳地震台记录的马鞍山钢铁公司凹山铁矿的爆破资料为检验这种设想提供了宝贵的机会。

## 二、方法及资料

本文采用姜秀娥等提出的单台四震相法<sup>[8]</sup>研究比值  $\gamma$  随时间的变化。 $\gamma$  的观测值系由直达波  $\bar{P}$ 、 $\bar{S}$  和莫霍界面反射波  $P_{11}$ 、 $S_{11}$  的两组到时差根据公式

$$\gamma = \frac{T_{s11} - T_{\bar{s}}}{T_{p11} - T_{\bar{p}}} = (t_{s11} - t_{\bar{s}})/(t_{p11} - t_{\bar{p}}) \quad (1)$$

得出,这里带有脚标的  $T$  和  $t$  分别表示相应各波的到时和走时。 $\gamma$  的理论值可根据如下分析求得。

设地壳为双层水平结构,各层的厚度及速度分别为  $H_1$ 、 $V_{p_1}$ 、 $V_{s_1}$  和  $H_2$ 、 $V_{p_2}$ 、 $V_{s_2}$ , 爆破点与台站间的距离为  $\Delta$  (简称震中距), 莫霍界面反射波  $P_{11}$ 、 $S_{11}$  在相应界面上的入射角分别为  $\alpha_1$ 、 $\alpha_2$  和  $\beta_1$ 、 $\beta_2$  (图 1)。上层地壳中存在一个水平延伸的波速异常区,其相应参数为  $H'_1$ 、 $V'_{p_1}$ 、 $V'_{s_1}$ 、 $\alpha'_1$  和  $\beta'_1$ 。假定波源深度为零,直达波沿地表传播,它们在异常区内的传播距离为  $\Delta'$ , 则有

$$\begin{aligned} t_{\bar{p}} &= \frac{\Delta - \Delta'}{V_{p'_1}} + \frac{\Delta'}{V'_{p_1}}, \quad t_{\bar{s}} = \frac{\Delta - \Delta'}{V_{s_1}} + \frac{\Delta'}{V'_{s_1}} \\ t_{p_{11}} &= \frac{H'_1}{V'_{p_1} \cos \alpha'_1} + \frac{2H_1 - H'_1}{V_{p_1} \cos \alpha_1} + \frac{2H_2}{V_{p_2} \cos \alpha_2} \\ t_{s_{11}} &= \frac{H'_1}{V'_{s_1} \cos \beta'_1} + \frac{2H_1 - H'_1}{V_{s_1} \cos \beta_1} + \frac{2H_2}{V_{s_2} \cos \beta_2} \end{aligned}$$

$$\therefore \gamma = \frac{V_{P_1}}{V_{S_1}} \cdot \frac{\left[ \frac{2H_1 - H'_1}{\cos \beta_1} - (\Delta - \Delta') \right] + \frac{1}{b'} \left[ \frac{H'_1}{\cos \beta'_1} - \Delta' \right] + b \cdot \frac{2H_2}{\cos \beta_2}}{\left[ \frac{2H_1 - H'_1}{\cos \alpha_1} - (\Delta - \Delta') \right] + \frac{1}{a'} \left[ \frac{H'_1}{\cos \alpha'_1} - \Delta' \right] + a \cdot \frac{2H_2}{\cos \alpha_2}} \quad (2)$$

其中

$$a = V_{P_1}/V_{P_2} = \sin \alpha_1 / \sin \alpha_2, \quad a' = V'_{P_1}/V_{P_1} = \sin \alpha'_1 / \sin \alpha_1$$

$$b = V_{S_1}/V_{S_2} = \sin \beta_1 / \sin \beta_2, \quad b' = V'_{S_1}/V_{S_1} = \sin \beta'_1 / \sin \beta_1$$

各有关参数之间尚应满足下述关系:

$$H'_1 \operatorname{tg} \alpha'_1 + (2H_1 - H'_1) \operatorname{tg} \alpha_1 + 2H_2 \operatorname{tg} \alpha_2 = \Delta$$

$$H'_1 \operatorname{tg} \beta'_1 + (2H_1 - H'_1) \operatorname{tg} \beta_1 + 2H_2 \operatorname{tg} \beta_2 = \Delta$$

单层均匀地壳或地壳中不存在异常区等各种情况均可看作上述一般地壳模型的特例, 只

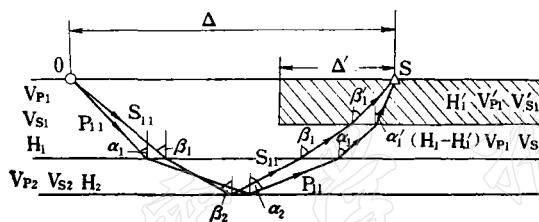


图 1 射线路径示意图

要令(2)式中的某些参数取特定的数值, 即可算出相应的  $\gamma$  值。表 2 概括了这些关系。不难看出, 在不存在异常区的情况下 ( $\Delta' = H'_1 = 0$ ), 对于波速比相等的双层地壳

表 2 异常区参数与射线路径及地壳模型的关系

类型	特 点	示 意 图	有关参数的特定数值
A	直达波穿过异常区, 反射波不穿过异常区		$H'_1 \approx 0, 0 < \Delta' < \Delta^*$
B	反射后的反射波穿过异常区, 直达波不穿过异常区		$0 < H'_1 < H_1, \Delta' = 0$
C	反射后的反射波穿过异常区, 直达波部分地通过异常区		$0 < H'_1 < H_1, 0 < \Delta' < \Delta$
D	无异常区		$\textcircled{2} a' = b' = 1, \textcircled{6} H'_1 = 0, \Delta' = 0$
E	直达波及反射前后的反射波均穿过异常区。异常区为整个上层地壳, 其中的 $V_{P_1}$ 和 $V_{S_1}$ 分别较异常出现之前下降 $m\%$ 和 $n\%$		$a' = b' = 1 \text{ (或 } H'_1 = 0, \Delta' = 0\text{)}, a = (1 - m)a_0, b = (1 - n)b_0$ , 这里 $a_0, b_0$ 分别表示异常出现之前的 $V_{P_1}/V_{P_2}$ 和 $V_{S_1}/V_{S_2}$ 值
F	单层地壳**		$a = b = 1$ , 异常区之有无及其影响由 $a'$ , $b'$ , $\Delta'$ 及 $H'_1$ 的数值表示, 与前述 A, B, C, D 同

\* 严格的条件是:  $0 < \Delta' < \Delta, H'_1 \leq \frac{1}{2}(\Delta - \Delta') \operatorname{ctg} \alpha_1, H'_1 = \varepsilon \ll H_1, \frac{\varepsilon}{\cos \alpha'_1} \ll \Delta', \frac{\varepsilon}{\cos \beta'_1} \ll \Delta'$ , 这里假定异常区对称于  $00'$ 。

\*\* 这是姜秀娥等在文献[8]中讨论的情况。

( $a = b$ ) 或单层均匀地壳 ( $a = b = 1$ ),  $\gamma$  值即等于地壳介质的真实波速比。本文讨论的其余情况,  $\gamma$  也与  $V_{P_1}/V_{S_1}$  相差不多。因此, 下文中称  $\gamma$  (或  $\gamma_1 = \frac{\gamma}{V_{P_1}/V_{S_1}}$ ) 为视波速比。

(2) 式表明, 视波速比  $\gamma$  的理论值与地壳构造有一定关系。苏南地区的地壳构造迄今研究不多, 作者搜集到的有关资料列于表 3、表 4。我们即选用与此相近的多组数据作为工作地区的近似地壳参数进行有关计算。各组结果之间虽有某些差别, 但对我们的主要结论并无显著影响。为简便计, 下文中有时即以  $H_1 = 22$  公里,  $H_2 = 11$  公里,  $\frac{1}{a} = \frac{V_{P_2}}{V_{P_1}} = 1.025$ ,  $\frac{1}{b} = \frac{V_{S_2}}{V_{S_1}} = 1.020$  的情况为代表(称为典型地壳)进行各种讨论。

表 3 江苏附近地区的地壳厚度

莫霍界面深度(公里)	康拉界面深度(公里)	资料来源
34		曾融生、宋子安 <sup>[2]</sup>
32		曾融生 <sup>[10]</sup>
30 左右	20 左右	《永平爆破北东测线测震小结》(油印稿)*

\* 北东测线是 1978 年 12 月 6 日江西永平铜矿千吨爆破的四条测线中最靠近苏南的一条。

表 4 不同地区的地壳速度参数

$V_{P_{11}}/V_P$	$V_{S_{11}}/V_S$	$\frac{V_{S_{11}}/V_S}{V_{P_{11}}/V_P}$	地区及资料来源
1.022	1.019	0.997	《永平爆破北东测线测震小结》(油印稿)
1.068	1.063	0.995	邢台*
(1.152)**	(1.132)**	(0.997)**	世界各地数据的平均 <sup>[11]</sup>
1.067	1.049	0.983	永平爆破四条测线的平均***

\* 由姜秀娥等提供。

\*\* 这一行的数据分别为  $V_{P_2}/V_{P_1}$ ,  $V_{S_2}/V_{S_1}$  和  $\frac{V_{S_2}/V_{S_1}}{V_{P_2}/V_{P_1}}$ 。

\*\*\* 引自永平爆破各测线初步总结的油印稿。

表 5 是一个数字实例, 表示典型地壳中的  $\gamma_1$  随  $H'_1$  和  $\Delta'$  的变化特征。由表可见,  $H'$  增加(即反射波在异常区内的路程增加)将导致  $\gamma_1$  降低, 有利于形成负异常; 而直达波在异常区内的路程  $\Delta'$  增加则不利于形成负异常。 $\gamma_1$  负异常的幅度正是在直达波完全不通过异常区的时候(即  $\Delta' = 0$ )达到最大。这一实例清楚地说明了本方法的一个重要优点, 即在以往用水平传播的直达波(浅层首波)测不出异常的某些情况下(例如, 直达波没有穿过异常区; 异常区的水平尺度很小, 等等), 假如反射波穿过异常区, 使用本文介绍的方法仍有可能把异常比较有效地检测出来, 而且有可能根据视波速比异常的特征(升高或降低)来判断哪一种射线对异常的形成起主导作用。

作为这一方法的实际应用, 我们研究了溧阳地震台记录的马鞍山爆破资料。这套资

表 5  $\gamma_1$  随  $\Delta'$  及  $H_1$  的变化(典型地壳  $\Delta = 85.91$  公里)

$a' = V'_{P_1}/V_{P_1}$	$b' = V'_{S_1}/V_{S_1}$	$H_1$ (公里)	$\Delta'$ (公里)				
			0	10	15	25	40
0.85	0.95	0	1.0082	1.0716	1.1077	1.1912	1.3545
		6	0.9619	1.0168	1.0478	1.1186	1.2542
		8	0.9476	1.0001	1.0296	1.0969	1.2247
		12	0.9208	0.9687	0.9956	1.0564	1.1705
		20	0.8726	0.9131	0.9356	0.9859	1.0782
0.90	0.95	0	1.0082	1.0373	1.0531	1.0874	1.1473
		6	0.9851	1.0116	1.0259	1.0570	1.1107
		8	0.9778	1.0035	1.0174	1.0474	1.0993
		12	0.9637	0.9879	1.0010	1.0292	1.0776
		20	0.9374	0.9590	0.9706	0.9956	1.0380
0.90	1.00	0	1.0082	1.0631	1.0928	1.1576	1.2705
		6	0.9632	1.0131	1.0401	1.0985	1.1997
		8	0.9489	0.9974	1.0235	1.0801	1.1777
		12	0.9216	0.9672	0.9917	1.0448	1.1359
		20	0.8708	0.9115	0.9332	0.9800	1.0598

注: 用粗折线标出的是  $r_1 \leq 0.96$  的部分。

料对于研究溧阳 6.0 级地震前后的视波速比变化, 具有许多难得的有利条件, 例如:

1) 台站与采场中心点的距离为 85.9 公里, 恰好在莫霍界面全反射临界点附近, 能够

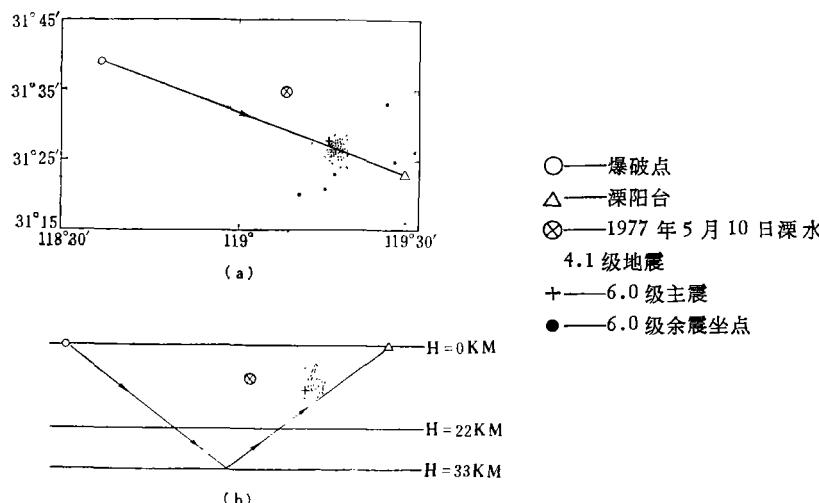


图 2 爆破点、台站及震源位置的分布图

(图 2(b), 为它们在射线所在平面上的投影)

记到清晰的莫霍界面反射波  $P_{11}$  和  $S_{11}$ .

2) 反射波路径在三维空间中恰好穿过六级地震的余震密集区(图 2).

3) 爆破的数量多、时间分布均匀(平均每周几次). 药量多数在 10—30 吨之间.

六级地震前, 漆阳台同志已发现视波速比  $\gamma$  呈现负异常, 但由于当时处理资料的精度较低, 未能据以作出正式预报. 震后, 我们重新查阅了 1974 年—1979 年间漆阳台记到的全部马鞍山爆破资料, 从中选出  $\bar{P}$ 、 $\bar{S}$ 、 $P_{11}$ 、 $S_{11}$  四个震相均较清晰可靠的爆破资料进行工作.

### 三、结果及误差

视波速比  $\gamma$  随时间的变化曲线示于图 3, 其中图 3(b) 是五个资料点的滑动平均, 步长

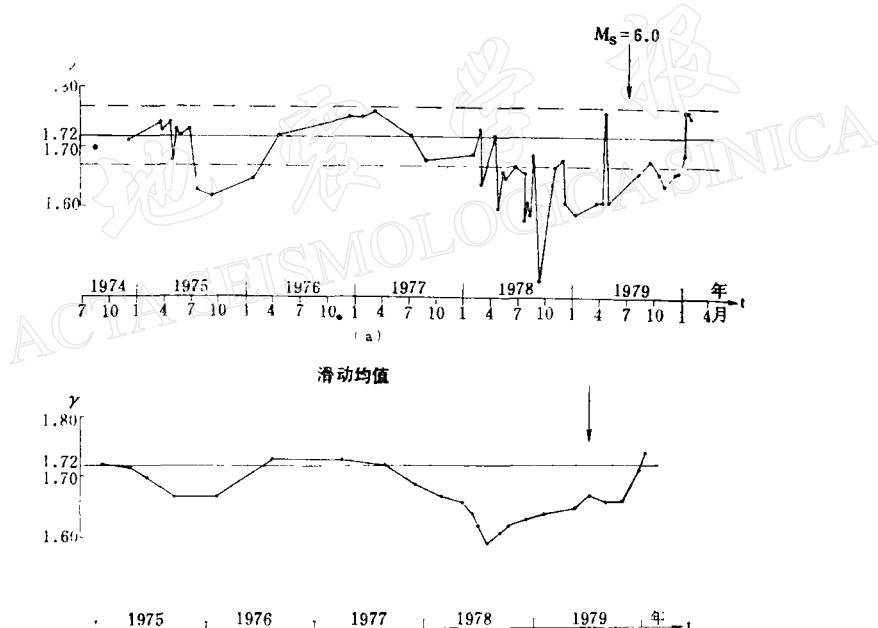


图 3 视波速比随时间的变化曲线

(图 3(a) 是滑动平均前的数据, 虚线表示误差范围( $\pm 0.05$ ),  
图 3(b) 是五个资料点的滑动平均, 步长为两个点)

为两点. 由图可见, 1975 年 7 月以前, 视波速比数值较高, 平均为 1.72, 我们即取之为基值. 1975 年 7 月—1976 年 3 月及 1978 年 2 月(或 4 月)—1979 年 4 月两时间段内,  $\gamma$  值明显降低, 没有一个点超过基值; 而低值点却大量涌现. 1979 年 4 月以后,  $\gamma$  值虽仍偏低, 但波动趋势逐步回升(图 3(b)), 而且重新出现高值点. 下面我们对有关的误差作一分析.

**1. 爆破点位置变化(小于 1 公里)引起的误差( $\Delta\gamma'$ )** 表 6 表示几种不同情况下  $\gamma_1$  随震中距  $\Delta$  的变化. 由表可见, 漆阳台附近( $\Delta = 85.91$  公里),  $\Delta$  每变化 1 公里引起的  $\gamma_1$  变化小于 0.01, 折算成  $\gamma$ , 得  $(\Delta\gamma)' < 0.002$ . 可见, 爆破点位置变化的影响是微不足道的;

表 6  $\gamma_1$  随  $\Delta$  变化的数字实例(模型D)

$H_1$ (公里)	$H_2$ (公里)	$\frac{V_{P_2}}{V_{P_1}}$	$\frac{V_{S_2}}{V_{S_1}}$	$\Delta$ (公里)				
				80	85.91	88.9	90	108.2
20	14	1.025	1.020	1.0088	1.0098	1.0103	1.0105	1.0142
		1.067	1.049	1.0328	1.0369	1.0392	1.0400	1.0571
22	11	1.025	1.020	1.0074	1.0082	1.0087	1.0088	1.0120
		1.067	1.049	1.0274	1.0309	1.0328	1.0336	1.0480
20	10	1.025	1.020	1.0085	1.0096	1.0101	1.0103	1.0143
		1.067	1.049	1.0322	1.0367	1.0392	1.0401	1.0591

但若需要比较  $\Delta$  相差较大的不同台站的视波速比资料, 则应适当考虑  $\Delta$  的影响。

**2. 计时误差** 确定  $\gamma$  的观测值使用的仅是两对震相的到时差, 既不依赖走时表, 也无需起爆时间和单个震相的到时资料(参看(1)式), 而且是通过相应的记录线长度直接求商得出的, 并不换算成时间, 从而避免了时间服务中的精度问题, 这是本方法的又一个重要优点。

### 3. 震相判定和读数误差 ( $\Delta\gamma$ )”

为了提高资料的可靠性, 我们采取下列措施:

1) 挑选图纸. 仅选用  $\bar{P}$ 、 $P_{11}$ 、 $\bar{S}$  和  $S_{11}$  四个震相均较清晰可靠的爆破资料. 图 4 是一些典型图例.

2) 使用精度较高的读数工具——20 倍读数显微镜. 显微镜测微鼓刻度的格值为 0.01 毫米, 对两刻度之间数值作出估计, 误差可以小于 0.005 毫米, 相当于 0.0025 秒, 对  $\gamma$  的影响  $\approx 0.0026$ .

3)  $S_{11} - \bar{S}$  的记录线长度一概量自南北向记录,  $P_{11} - \bar{P}$  的长度一概量自垂直向记录.

4) 多人多次判读. 为了尽量减少分析人员判读震相起始点的主观性, 图纸由我们反复判读, 至少四次. 每次由 1—3 人独立读取, 取其均值作为一次读数的结果, 再求各次结果的均值  $\bar{\gamma}$  作为  $\gamma$  的正式数据. 各次读数结果差别较大者, 往往是震相识别不一致所造成, 这时就重新查看原始图纸, 若分歧消除, 则按共同判定的震相读数, 否则, 舍弃不用. 如此, 选出的爆破共 50 次.

我们用同一次爆破的各次读数得到的视波速比数值  $\gamma_1$  与其相应均值  $\bar{\gamma}$  之间的最大偏离  $\Delta\gamma_{\max} = \max|\bar{\gamma} - \gamma_1|$  来表示震相判定和读数过程中各种误差的总和. 图 5 是所用 50 次爆破的  $\Delta\gamma_{\max}$  频度分布直方图. 根据图上的最大值, 得到  $(\Delta\gamma)^{\prime\prime} \leq 0.04$ .

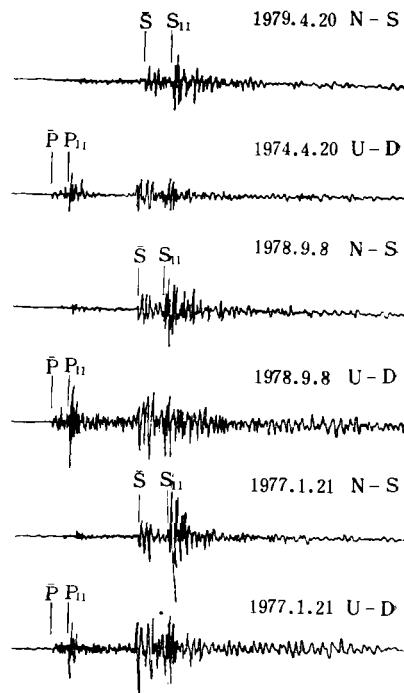


图 4 典型图例

4. 纸速变化引起的误差 ( $\Delta\gamma'''$ ) 令  $t_1, t_2$  和  $L_1, L_2$  分别表示  $S_{11} - \bar{S}$  和  $P_{11} - \bar{P}$  的到时差及记录图上的相应长度,  $V_1, V_2$  是相应时段内的走纸速度, 则:

$$\gamma = \frac{t_{S_{11}} - t_S}{t_{P_{11}} - t_P} = \frac{t_1}{t_2} = \frac{L_1/V_1}{L_2/V_2} = \frac{L_1}{L_2} \cdot \frac{V_2}{V_1} \quad (3)$$

由于纸速变化造成的视波速比变化为:

$$d\gamma = (L_1/L_2)(V_1 dV_2 - V_2 dV_1)/V_1^2$$

如果  $t_1, t_2$  两时段内纸速变化的符号相同, 则两者的影响可部分抵消, 极端情况下:

$$\begin{aligned} |d\gamma| &\leq (L_1/L_2) \cdot (|dV_1/V_1| + |dV_2/V_2|)/V_1^2 \\ &\approx (|dV_1/V_1| + |dV_2/V_2|) \cdot L_1/L_2 \end{aligned} \quad (4)$$

容易看出:

1) 只要有用震相记录时段内纸速均匀(即(3)式中的  $V_1 = V_2$ ),  $L_1/L_2$  即等于  $\gamma$ , 与纸速的绝对数值无关.

2) 不同时间的爆破, 不必考虑纸速差异, 即可对比分析.

为了估计纸速变化的影响, 抽样测量了 20 次爆破前后 2 分钟的分号距, 相对变化均小于 0.17%, 若以此作为  $\frac{dV_1}{V_1}$  和  $\frac{dV_2}{V_2}$  的近似值, 并取  $\frac{L_1}{L_2} < 1.8$ , 则据(4)式得纸速变化引起的误差 ( $\Delta\gamma'''$ )  $< 0.0061$ .

综上所述, 估计总的观测误差  $\Delta\gamma = (\Delta\gamma') + (\Delta\gamma'') + (\Delta\gamma''') \leq 0.003 + 0.040 + 0.006 < 0.05$ . 这一误差范围用虚线标在图 3 上.

由图可见, 前述两个低值时段内视波速比变化显然已超过观测误差, 应当看作某种异常信息. 然而, 考虑到两低值段之间隔不但延续时间长(超过一年), 而且其间半数  $\gamma$  高于基值, 因此, 我们倾向于只把后一段作为这次溧阳地震的前兆异常. 异常的有关数据见表 7. 表 8 列出了震级的实测值和根据异常时间由不同的经验公式得出的估算值, 两者相当吻合.

表 7 溧阳 6.0 级地震视波速比 ( $\gamma$ ) 异常的有关数据

异常起始时间	异常延续时间	$\gamma$ 的异常幅度	
		平均	最大
1978 年 2—4 月	15—17 个月	-5%	-14%

对于第一段异常, 曾考虑过下面几种可能的解释:

1. 资料不可靠;
2. 对应 1977 年 5 月 10 日溧水 4.1 级地震(这次地震, 溧阳台的  $\Delta = 35.7$  公里);
3. 波速异常未必是必震信息, 可以出现异常之后无相应地震的情况.

为了作出判断, 对有关资料再次进行了复核, 认为基本可靠. 若用溧水地震来解释, 一则震级太小, 二则异常恢复至发震的这段延迟时间过长, 而且射线与震源之间的距离也嫌远(图 2). 看来, 第三种可能是需要认真考虑的. 遗憾的是, 这段期间资料点嫌少, 难

表 8 溧阳地震震级的实测值与估算值对比

作 者	Scholz <sup>[12]</sup>	Whitcomb <sup>[12]</sup>	坪川 <sup>[12]</sup>	冯德益 <sup>[13]</sup>
公式, $M =$	$1.461gT + 2.29$	$1.251gT + 2.4$	$1.271gT + 2.38$	$1.451gT + 2.11$
估计震级	6.1—6.2	5.7—5.8	5.7—5.8	5.9—6.0
实测震级		6.0		

于作出可靠的结论。

图 3(a) 的曲线形态表明, 在视波速比的趋势性变化之上, 叠加有较大的短周期波动, 这可能是由于反射波射线并非穿过余震密集区的中心, 而是擦过其边缘的缘故(图 2)。另一个可能原因是爆破时炸药布点方式的改变或许会影响记录波形, 从而引起  $\gamma$  值的某些波动。这方面的资料目前不多, 拟于今后逐步收集和积累, 以便作进一步的讨论。

为了验证所得结果的可靠性, 我们尽量搜集了其它有关资料, 但结果不够理想, 难于作出可靠的结论。例如溧水、溧阳一带的和达法波速比资料, 在异常期内只有一个数据, 不能说明问题。马鞍山周围有可能记到较强反射波的其它台站(如泾县、巢湖、来安、嘉山、铜陵等)的视波速比资料, 由于反射震相不清晰、线条太粗、记录时间太短、只有单分向记录及  $\gamma$  的理论值可能与震中距有关等各种原因, 不能与溧阳台资料作等精度比较。溧阳台周围 80—120 公里范围内的天然地震, 由于数量太少, 加之震相不清, 未能得出可用的视波速比资料。因此, 上述资料文中未予引用。

#### 四、讨 论

我们分析了异常区参数与视波速比异常(或  $\gamma_1$  值)的关系, 并将所得结果与迄今的实际观测资料作了对比, 结果表明, 表 2 列举的几种模型中,  $B$  和  $C$  两种能够比较合理地解释 5% 的视波速比负异常的形成, 但是对于介质真实波速比的变化则难于得出唯一的估计。分析中采用第二节介绍的典型地壳参数。这时,  $\gamma_1$  的正常值为 1.0082, 降低 5% 以后,  $\gamma_1 \approx 0.96$ 。

首先考虑模型  $D$  和  $F$ 。这两种模型中并不存在异常区, 显然不可能使  $\gamma$  值产生任何异常。

表 9 的数字说明, 模型  $E$  也难于解释 5% 的视波速比负异常, 因为列举的几种有代表性的情况, 它的  $\gamma_1$  值均有升高而无降低。

现在, 讨论模型  $A$  ( $H_1' \approx 0, 0 < \Delta' < \Delta$ )。由异常区内  $P$  波、 $S$  波速度变化而造成的  $\gamma_1$  变化为:

$$d\gamma_1 = \left( \frac{\partial \gamma_1}{\partial a'} da' + \frac{\partial \gamma_1}{\partial b'} db' \right) \Big|_{\substack{a' = 1 \\ b' = 1}}$$

经过简单运算可得:

$$d\gamma_1 \left\{ \begin{array}{l} > 0, \text{ 若 } db' > \gamma_1 da' \\ < 0, \text{ 若 } db' < \gamma_1 da' \end{array} \right.$$

对于前述典型地壳,  $\gamma_1 = 1.0082$ , 可以近似地看作 1。于是, 根据  $da'$  和  $db'$  的符号和数

表 9 模型 E 的  $\gamma_1$  值与上层地壳中 P 波、S 波速度变化的关系

$m = -\frac{\Delta V_{P_1}}{(V_{P_1})_0}(\%)$	10	5	2	15	10
$n = -\frac{\Delta V_{S_1}}{(V_{S_1})_0}(\%)$	0	0	0	5	5
$\gamma_1$	1.228	1.104	1.044	1.277	1.123

表 10 视波速比异常 ( $d\gamma_1$ ) 的性质与  $da'$ 、 $db'$  的关系 (模型 A)

序号	$da'$ 和 $db'$ 的符号及数值	异常 ( $d\gamma_1$ ) 的符号	物理含义
Ia	$da' < 0, db' < 0,  db'  <  da' $	+	异常区内的 P 波、S 波速度同时降低, 但 P 波速度的变化大于 S 波
Ib	$da' < 0, db' < 0,  db'  >  da' $	-	异常区内的 P 波、S 波速度同时降低, 但 S 波速度的变化大于 P 波
II	$da' > 0, db' < 0$	-	异常区内 S 波速度降低, P 波速度升高
III	$da' < 0, db' > 0$	+	异常区内 S 波速度增高, P 波速度降低
IVa	$da' > 0, db' > 0, db' < da'$	-	异常区内 P 波、S 波速度同时升高, 但 P 波速度的变化大于 S 波
IVb	$da' > 0, db' > 0, db' > da'$	+	异常区内 P 波、S 波速度同时升高, 但 S 波速度的变化大于 P 波
Va	$da' < 0, db' = 0$	+	异常区内 S 波速度不变, P 波速度降低
Vb	$da' > 0, db' = 0$	-	异常区内 S 波速度不变, P 波速度升高
VIa	$da' = 0, db' < 0$	-	异常区内 P 波速度不变, S 波速度降低
VIb	$da' = 0, db' > 0$	+	异常区内 P 波速度不变, S 波速度升高

值, 便可以大致判断视波速比异常  $d\gamma_1$  的性质(参看表 10)。若把表 10 中的  $da'$  改成  $\gamma_1 da$  即可对  $\gamma_1 \neq 1$  的情况进行类似的讨论。由表可见, 与迄今关于异常区内波速变化的野外和实验室观测结果比较接近的两种情况下(Ia. 和 Va), 视波速比均应呈现正异常; 而能够呈现负异常的几种情况(Ib.、II.、IVa.、Vb. 和 VIa.), 其波速变化特征又与观测结果有较大差别。可见, 模型 A 同样不能合理地解释前述负异常。

模型 B 和 C 的情况则不同。这里举出两个数字实例。表 11 和 12 分别表示  $\gamma_1 = 0.96$  时模型 B 和 C 中异常区参数的某些可能数值。可以看到, 它们虽然不是唯一的, 可是与现有的实际观测结果符合较好, 是比较合理的。值得注意的是, 这两种模型中, 反射波均穿过异常区, 至于直达波, 或者不穿过异常区, 或者在异常区内的路程很短(在表 12 讨论的

几种情况下,  $\Delta'$  不超过 25 公里). 分析(1)式中各项走时的变化对  $\gamma$  值的影响, 上述全部结果便不难理解. 例如, 反射  $P$  波在异常区内的路径增加意味着  $t_{P_{11}}$  增大, 于是  $\gamma$  值降低. 由于  $t_P$  前面有一负号, 因此, 直达  $P$  波在异常区内的路径增加将使  $\gamma$  值上升. 类似的分析表明,  $S$  波的影响与相应  $P$  波的影响相消, 假如后者超过前者, 则  $\gamma$  的变化特征主要由  $P$  波决定.

表 11  $\gamma_1 = 0.96$  时模型 B 中的异常区参数(典型地壳,  $\Delta = 85.91$  公里)

$(V_{P_1} - V'_{P_1})/V_{P_1}(\%)$	$H'_1$ (公里)	6	8	12	20
$(V_{S_1} - V'_{S_1})/V_{S_1}(\%)$					
0		10—15	5—10	5—10	2—5
5	—	—	10—15	10—15	5—10

表 12  $\gamma_1 = 0.96$  时模型 C 中的异常区参数(典型地壳,  $\Delta = 85.91$  公里)

$\Delta'$ (公里)	$H'_1$ (公里)	6	8	12	20
$(V_{P_1} - V'_{P_1})/V_{P_1}(\%)$	$(V_{S_1} - V'_{S_1})/V_{S_1}(\%)$				
15	5	—	<10	<10	15—25
10	0	—	<10	<10	15—25
10	5	—	—	—	10—15

以上情况说明, 溧阳地震前的波速异常之所以能够显示出来, 一个重要原因可能是本文所用方法中, 反射波起着关键的作用.

## 五、结 束 语

综上所述, 我们认为:

1. 主要使用反射波, 可能会改善用人工波源方法观测震前波速变化的前景, 值得对此作进一步的探讨和研究.
2. 在使用水平传播的直达波测不出波速异常的某些情况下, 假如反射波穿过异常区, 使用本文介绍的方法仍有可能把它们较为有效地显示出来.
3. 1979 年 7 月 9 日 6.0 级走滑断层型地震前, 视波速比  $\gamma$  呈现负异常, 异常幅度不大, 平均约为 5%.

以上介绍的仅是一些初步认识。由于没有起爆时间的精确资料,无法分别求出直达波和反射波的走时及速度的变化,并对两者所起的作用作更直接的讨论和验证。此外,由于缺乏本地区地壳构造的确切资料,文中的许多定量计算结果只能用来作出定性的估计。凡此种种,均有待于今后进一步研究解决。

此项工作曾得到马鞍山钢铁公司南山铁矿、马鞍山市地震办公室、安徽省地震局以及兰州地震研究所顾瑾平、王春花同志、常州地震台陈映中同志、江苏省地震局张德齐同志等有益的帮助。此外,本文初稿及修改稿曾在中国地震学会的几次学术讨论会(1979年11月的中国地震学会成立大会、1980年11月底的地震学专业学术讨论会和1981年1月的地震前兆学术讨论会)上宣读和分发,得到有关同志的支持和鼓励。在此一并致谢。

### 参 考 文 献

- [1] Y. P. Aggarwal et al., Spatial and temporal variations in  $t_s/t_p$  and in P wave residuals at Blue Mountain Lake, New York: Application to earthquake prediction, *J. Geophys. Res.*, **80**, 5, 718—732, 1975.
- [2] C. H. Cramer et al., P wave travel time variations before the August 1, 1975 Oroville, California earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **67**, 1, 9—26, 1977.
- [3] T. Utsa, Temporal variations in travel time residuals of P wave from Nevada sources, *J. Phys. Earth*, **21**, 4, 475—480, 1973.
- [4] N. A. Dolbilkin et al., The study of time variations of elastic-wave parameters: results and problems, *Phys. Earth and Planetary Interiors*, **8**, 4, 319—325, 1979.
- [5] T. V. McEvilly and L. R. Johnson, Stability of P and S velocities from central California quarry blasts, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **64**, 2, 343—353, 1974.
- [6] 冯锐等, 海城地震前后地震波速比的变化, 地球物理学报, **19**, 4, 295—305, 1976.
- [7] Dung Sung-sheng et al., Earthquake prediction on the basis of  $Vp/Vs$  variations—a case history, *Phys. of the Earth and Planetary Interiors*, **18**, 4, 309—318, 1979.
- [8] 姜秀娥, 陈非比, 用单台四震相法讨论唐山大地震的波速异常, 地球物理学报, **24**, 1, 107—116, 1981.
- [9] 曾融生、宋子安, 我国境内瑞利波的相速度, 地球物理学报, **12**, 2, 148—165, 1963.
- [10] 曾融生, 莫霍界面的重力补偿和地壳结构的基本模式, 地球物理学报, **16**, 1—5, 1973.
- [11] B. 古登堡著, 王子昌译, 傅承义校, 地球内部物理学, 科学出版社, 32—35, 1965.
- [12] 力武常次著, 冯锐、周新华译, 地震预报, 地震出版社, 192, 1978.
- [13] 冯德益等, 我国西部地区一些强震及中强震前后波速异常的初步研究(二)——波速异常区及其特性, 地球物理学报, **20**, 2, 115—123, 1977.

**PRECURSORY VELOCITY VARIATIONS BY ARTIFICIAL WAVE SOURCES—TEMPORAL CHANGES OF APPARENT VELOCITY-RATIO PRIOR TO THE LIYANG JIANGSU EARTHQUAKE OF JULY 9, 1979**

DONG SONGSHENG<sup>1</sup> HUANG CAIZHONG<sup>2</sup> LIN MINGZHOU<sup>3</sup> ZHOU BAOZHENG<sup>1</sup>  
SUN QINGXUAN<sup>3</sup> ZHU HAILIN<sup>2</sup> LU ZHENFEI<sup>1</sup>

**Abstract**

Relation between apparent velocity-ratio  $\gamma = \frac{t_{s_{11}} - t_s}{t_{p_{11}} - t_p}$  and real velocity-ratio of the crustal medium has been discussed in the present paper. Theoretical values of the apparent velocity-ratio  $\gamma$  have been calculated supposing that the crust consists of two horizontal layers and that within the upper layer of the crust there exists a zone of anomalous seismic velocity, upper and lower boundaries of which are horizontal. The results obtained indicate that in certain cases the anomaly fails to be detected by horizontally propagating direct waves (as, for example, direct waves do not pass through the anomalous zone, or the horizontal extent of the anomalous zone is rather small and so on). However, on the basis of variations of  $\gamma$  values it is still possible to be detected if the reflected waves pass through the anomalous zone.

Seismic data recorded by seismic station at Liyang, Jiangsu from explosions at Maanshan Iron Mine have been studied using the above mentioned method. Negative anomaly of  $\gamma$  values is detected prior to the Liyang, Jiangsu earthquake (July 9, 1979,  $M_s = 6.0$ ). Average amplitude and duration of the anomaly are 5% and 15—17 months respectively. The anomaly could well be explained, if the path length of the direct waves within the anomalous zone is rather small, or they do not pass through the anomalous zone at all.

The present paper indicates that by means of artificial wave sources in detecting precursory variations of seismic wave velocities the results might be improved, if reflected waves are used.

1. Seismological Bureau of Jiangsu Province.  
2. Liyang Seismic Station.  
3. Seismological Bureau of Shanghai.